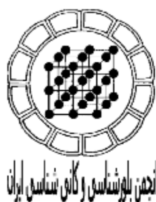
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۹، از صفحهٔ ۶۸۵ تا ۶۹۶



سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ‌های ماگمایی منطقه شمال کلاته‌شب (شرق سربیشه)، شرق ایران

فاطمه یاری*، محمدحسین زرین‌کوب، سیدسعید محمدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۶/۱۷، نسخه نهایی: ۹۸/۱۰/۲۱)

چکیده: منطقه مورد بررسی در ۱۰۵ کیلومتری شرق سربیشه در استان خراسان جنوبی و در پهنه جوش خورده سیستان قرار دارد. سنگ‌های ماگمایی این منطقه به‌صورت توده‌های عمیق و نیمه عمیق شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز دیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری با سن الیگو میوسن رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای، پورفیری با زمینه ریزدانه، افیتیک، بین‌دانه‌ای و گلومروپورفیری هستند. کانی‌های سازنده سنگ‌های بررسی شده شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، بیوتیت، کلینوپیروکسن، آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم پایین است. نمونه‌ها غنی شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سبک و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین را نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی عناصر Nb، P و Ti و ناهنجاری مثبت K و Cs در این نمونه‌ها نشانگر تشابه آن‌ها با فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی است. غنی شدگی در عناصر سنگ دوست بزرگ یون نسبت به عناصر با شدت میدان بالا نشان دهنده ماگمای وابسته به مناطق فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: *کوارتز دیوریت پورفیری؛ کلاته‌شب؛ الیگو میوسن؛ پهنه جوش خورده سیستان.*

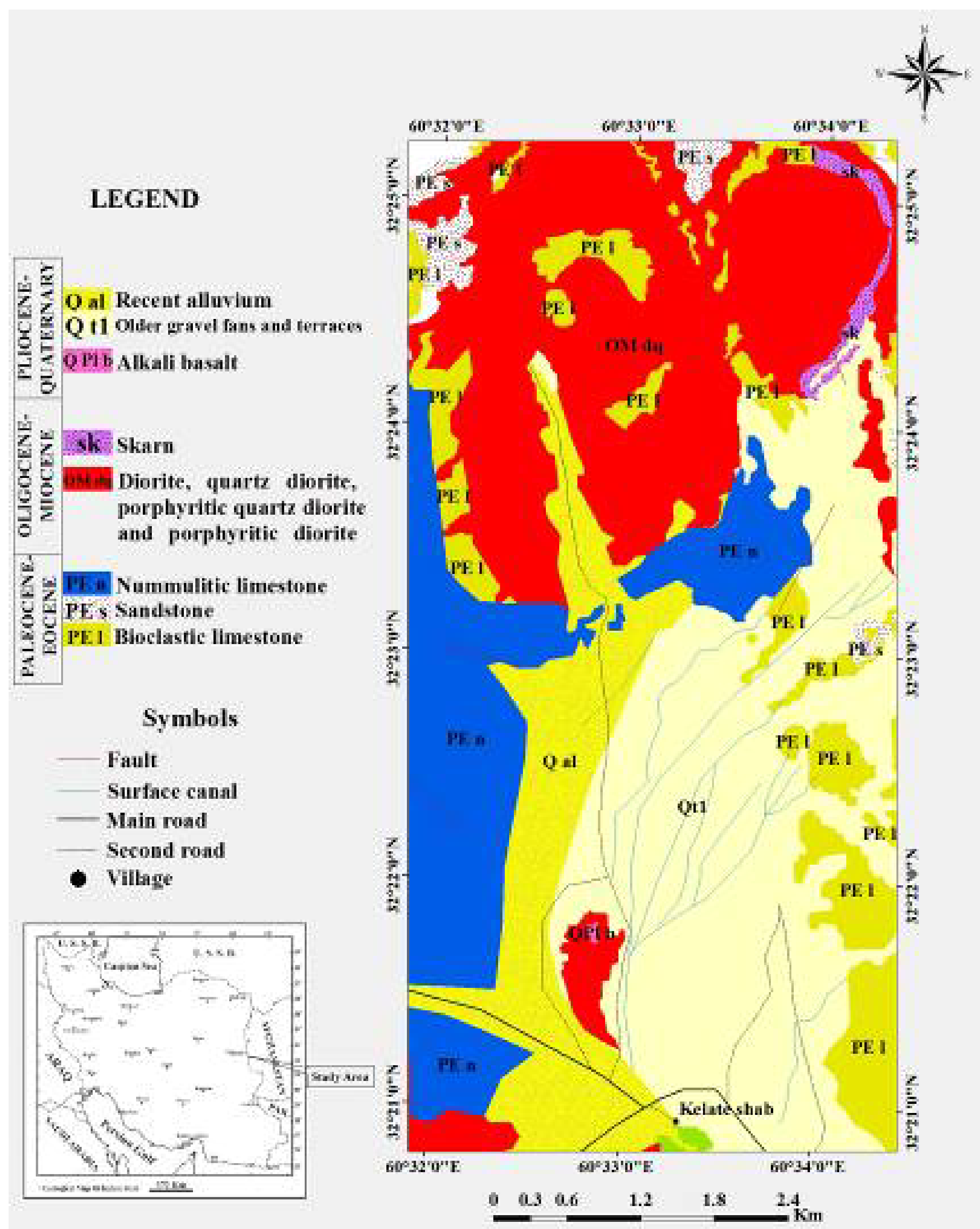
مقدمه

منطقه مورد بررسی در ۱۷۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند، ۱۰۵ کیلومتری شرق سربیشه، در شمال روستای کلاته‌شب قرار دارد. این منطقه به عنوان بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود [۱]، بین طول‌های جغرافیایی ′۲۹ °۶۰ و ′۳۴ °۶۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۲۱ °۳۲ و ′۲۶ °۳۲ شمالی در استان خراسان جنوبی و در بخش شمالی زمین درز سیستان [۲] واقع است (شکل ۱). باور کلی بر آن است که پهنه جوش خورده سیستان یک مجموعه بهم افزوده و دگر ریخت شده است که طی بسته شدن اقیانوس سیستان به‌عنوان باریکه‌ای از اقیانوس نئوتتیس که پهنه‌های قاره ای افغان و لوت را از هم جدا می‌کرده، در اواخر کرتاسه- پالئوسن جای‌گیر شده است. فعالیت ماگمایی رخ داده در بخش شمالی پهنه سیستان را می‌توان به پنج مرحله کرتاسه پیشین، کرتاسه پسین، ائوسن پیشین، ائوسن میانی– الیگوسن و میوسن- کواترنری تقسیم کرد که هر یک دارای مشخصه‌های زمین شیمیایی ویژه‌ای هستند [۳].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۱۶۳۹۹۳۶، نمابر: ۰۵۶۳۲۲۰۲۳۰۱، پست الکترونیکی: f_yari@birjand.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.11.5]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.685]



شکل۱ نقشه زمین- شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود با تغییرات).

سن سنجی اکلوژیت‌های پهنه سیستان ۷۴ تا ۸۰ میلیون سال را نشان می‌دهد. بررسی‌های زمین شیمیایی و زمین ساختی ماگمایی توده گرانیتوییدی کوه گپدان با برونزد در فلیش‌های ائوسن نشان می‌دهد که پیدایش آن‌ها به احتمال بسیار با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و برخورد قطعه های لوت و سیستان در ارتباط بوده است. سن فعالیت ماگمایی مجموعه آذرین شرق ایران را ائوسن تا الیگومیوسن تعیین کرده‌اند و خاستگاه فعالیت آتشفشانی با ویژگی‌های نوع کرانه قاره را گوشته بالایی می‌دانند که در اثر آب آزاد شده از فرورانش، اکسید و ذوب شده است. دایک‌های شمال و غرب زاهدان با سن الیگو- میوسن در مجموعه رسوب‌های فلیشی با سن ائوسن و بخشی نیز در توده گرانیتی کنار مجموعه فلیشی (گرانیت زاهدان) در پهنه زمین‌درز سیستان برونزد دارند. خاستگاه این سنگ‌ها گوشته‌ای غنی شده و گارنت لرزولیتی بوده است. توده‌های نفوذی جنوب معین آباد (زیرکوه قاین) دارای ماهیت قلیایی ضعیف با آلومینیوم متوسط هستند که در یک موقعیت زمین-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.11.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.685]

ساختی کمان ماگمایی کرانه فعال قاره جایگیری کرده‌اند. آثار جدید نئوژن تا کواترنری در راستای کوه سرهنگی و کوه فغان در لبه شمالی قطعه های لوت ایران مرکزی، از فعالیت کواترنری سامانه‌های گسلی متمرکز شده است [۴-۱۱].

فعالیت ماگمایی ائوسن- الیگوسن در بخش شمالی پهنه سیستان به صورت توده‌های عمیق، نیمه عمیق، گدازه ای و آذرآواری برونزد نموده [۵] و گاهی باعث کانسارسازی شده است [۱۲، ۱۳]. نفوذ توده‌های عمیق و نیمه عمیق با سن الیگومیوسن [۱] به درون واحدهای کربناتی در شمال کلاته شب باعث اسکارن‌زایی شده است. در این پژوهش سنگ‌شناسی و زمین شیمی توده‌های عمیق و نیمه عمیق نام برده بررسی شده و محیط زمین ساختی آن‌ها تعیین شده است.

روش پژوهش

این پژوهش بر پایه برداشت‌های صحرایی، بررسی ۱۴۰ مقطع نازک و تجزیه شیمیایی ۹ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی به روش طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) برای عناصر اصلی و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای عناصر جزئی و نادر در آزمایشگاه Acme کانادا (کد 4A4B) انجام شد.

زمین‌شناسی منطقه

قدیمی‌ترین واحد سنگی در منطقه شمال کلاته شب ماسه سنگ و سنگ آهک‌های با سن پالئوسن- ائوسن [۱۴] هستند. هجوم توده‌های عمیق و نیمه عمیق الیگومیوسن به این واحدها [۱] باعث کانی‌زایی شده است [۱۵، ۱۶]. دیوریت قدیمی‌ترین واحد آذرین منطقه است که به صورت زبانه، دایک و زینولیت درون توده‌های جدیدتر حضور دارد (شکل‌های ۲ الف و ب). کوارتز دیوریت (OM^{dq}) از گسترش بسیاری برخوردار است. بیشتر حجم توده در سمت راست منطقه است (شکل‌های ۲ الف و پ). کوارتز دیوریت پورفیری (OM^{pdq}) به صورت توده‌ای بوده و بیشترین گسترش سمت چپ منطقه را تشکیل داده است (شکل ۲ ت). دیوریت پورفیری (OM^{pd}) به صورت استوک و همچنین به صورت دایک همه فازهای قدیمی منطقه را قطع کرده است (شکل‌های ۲ پ و ت).



الف ب

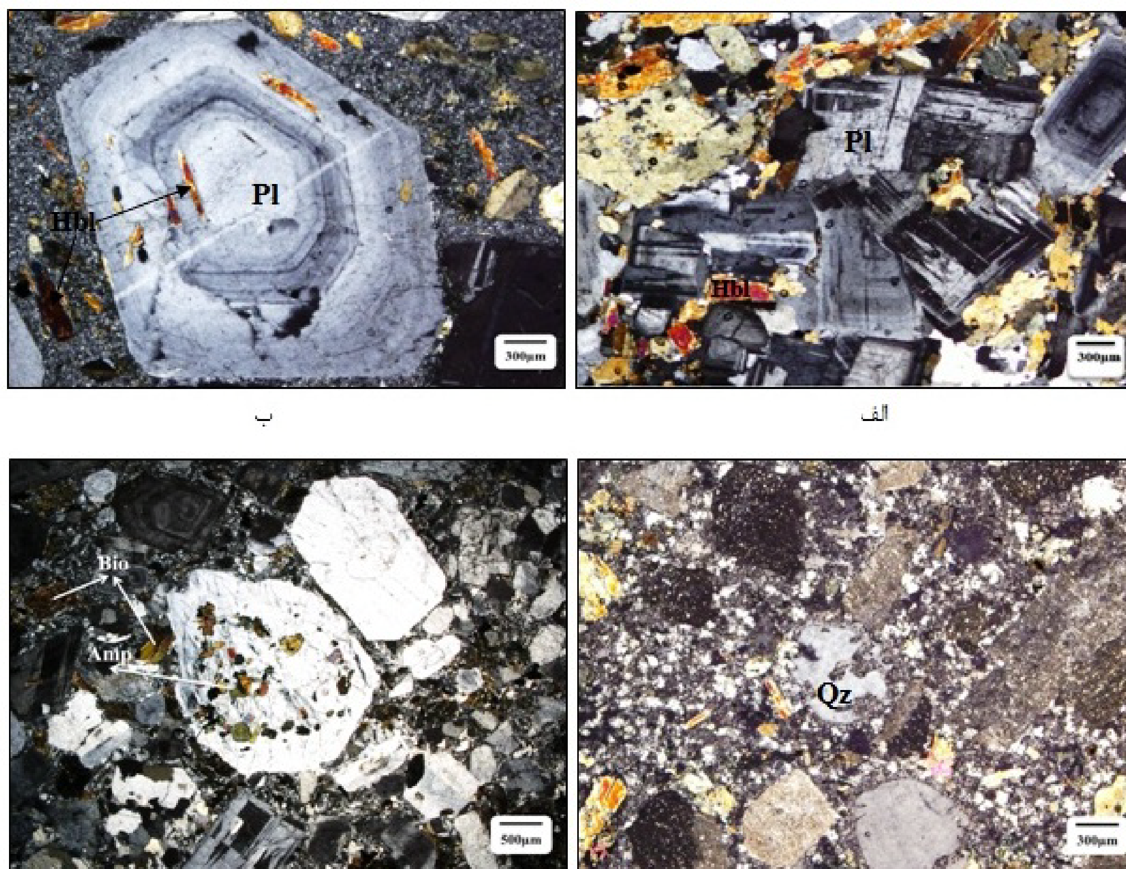
پ ت

شکل ۲ تصاویر روابط صحرایی بین واحدهای سنگی منطقه شمال کلاته شب: الف) حضور توده دیوریتی بین واحدهای آهک و ماسه سنگ ارغوانی، ب) حضور زبانه دیوریتی درون واحد آهک منطقه، پ) حضور توده کوارتز دیوریتی در مرز با توده دیوریت پورفیری و ت) دایک‌های دیوریت پورفیری در توده کوارتز دیوریت پورفیری.

سنگ‌نگاری

دیوریت: بافت‌های دانه‌ای، ریزدانه‌ای و پوئی کیلیتیک در این واحد سنگی رایج است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز (الیگوکلاز- آندزین) با ماکل پلی سنتیتیک، پریکلین (شکل۳ الف) و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی از سازندگان اصلی هستند که ۷۰ تا ۸۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. هورنبلند مهم‌ترین کانی فرومنیزین این سنگ است که بیشتر شکل‌دار و گاهی نیمه شکل‌دار است و حدود ۱۰ تا ۲۵ درصد در سنگ وجود دارد. مشخصه بیشتر سنگ‌های دیوریتی حضور کانی‌های آبدار مانند هورنبلند است [۱۷]. بیوتیت نیز به صورت شکل‌دار ۱-۲ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های رسی، کربنات، کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر از جمله کانی‌های ثانویه در این واحد سنگی هستند.

کوارتز دیوریت: بافت‌های دانه‌ای، ریزدانه‌ای، بین‌دانه‌ای و پوئی کیلیتیک در این واحد متداولند. بافت پوئی کیلیتیک نشان دهنده تبلور کانی هورنبلند پیش از پلاژیوکلاز است. اگر ماگما دارای آب باشد، آمفیبول پیش از پلاژیوکلاز متبلور می‌شود. تنها در فشار بخار آب حدود ۲ کیلوبار و دمای ۹۲۰ درجه سانتی‌گراد، آمفیبول و پلاژیوکلاز همزمان متبلور می‌شوند [۱۸]. پلاژیوکلازهای شکل‌دار با ماکل پلی سنتیتیک، پریکلین، آلبیتی و با منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۳ ب) ۷۰ تا ۸۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. منطقه‌بندی نوسانی می‌تواند در اثر تغییر ترکیب طی رشد یک پلاژیوکلاز رخ دهد [۱۹]. هورنبلندهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار ۱۰ تا ۲۵ درصد کانی‌های اصلی این سنگ را می‌سازند. کوارتزهای بی‌شکل ۵ تا ۱۰ درصد و بیوتیت‌ها با مقادیر کم (۱ تا ۲ درصد) حضور دارند.



شکل۳ الف: حضور پلاژیوکلاز با ماکل‌های پریکلین، پلی سنتتیک و دارای منطقه‌بندی در دیوریت شمال کلاته شب، ب) منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازهای موجود در دیوریت پورفیری، پ) کوارتزهای گردشده و خلیجی در کوارتز دیوریت پورفیری شمال کلاته شب و ت) حضور آمفیبول

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.11.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.685]

(هورنبلند) و بیوتیت در دیوریت پورفیری شمال کلاته شب. تصویرها در نور قطبیده متقاطع، XPL، ثبت شده‌اند. (نشانه های اختصاری برگرفته از مرجع [۲۱] هستند: Pl- پلاژیوکلاز؛ Hbl- هورنبلند؛ Qz- کوارتز؛ Bio- بیوتیت؛ Amp- آمفیبول) .

کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های دگرسانی شامل اپیدوت، کربنات، کانی رسی و کلریت هستند.

کوارتز دیوریت پورفیری: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری، پوئی کیلیتیک و گلومروپورفیری هستند. پلاژیوکلازهای شکل‌دار (الیگوکلاز- آندزین) بیشترین حجم درشت بلورها (۶۰ تا ۸۰ درصد) را تشکیل می‌دهند و دارای ماکل پریکلین، آلبیتی و منطقه‌بندی هستند. هورنبلند ۲۰ تا ۳۰ درصد و بیوتیت ۱ تا ۲ درصد به صورت شکل‌دار هستند.کوارتز به صورت ریز دانه و بی شکل در زمینه و همچنین به صورت درشت بلورهای خلیجی و گرد شده وجود دارد (شکل ۳ پ). خلیج شدگی‌ها در نتیجه خوردگی ماگمایی (بازجذب و انحلال) و ناپایداری بلور در برخورد با مذاب ایجاد می‌شوند [۲۰]. کلینوپیروکسن نیز به صورت شکل‌دار کمتر از ۱ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های ثانویه نیز شامل کانی کدر، کلریت، کانی رسی، کربنات و اپیدوت هستند.

دیوریت پورفیری: بافت این سنگ‌ها پورفیری، پوئی کیلیتیک و گلومروپورفیری بوده و دارای زمینه دانه ریز دربردارنده پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند هستند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار بیشتر حجم درشت بلورها (۷۰ تا ۸۰ درصد) را تشکیل داده‌اند. هورنبلند، بیوتیت و کلینوپیروکسن نیز به صورت شکل‌دار تا حدود ۲۵ درصد حجم درشت بلورها را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها گاهی به کلریت و بیوتیت دگرسان شده‌اند. بیوتیت‌ها تا اندازه‌ای کلریتی شده‌اند (شکل ۳ ت). فراوانی کانی‌های آب‌دار چون هورنبلند و بیوتیت بیانگر آب‌دار بودن ماگمای مادر حدواسط آن‌هاست [۲۱]. کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن فرعی و کانی‌های کدر، کلریت، کانی‌های رسی، کربنات، اپیدوت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت از کانی‌های ثانویه هستند.

زمین شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است [۲۲]. دیده می شود که مقدار SiO_2 در نمونه‌ها از ۵۸٫۴۳ تا ۶۵٫۹۰ درصد وزنی متغیر است و نمونه ها در نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلیایی (TAS) [۲۳] در گستره دیوریت و کوارتزدیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴). بر پایه نمودار ایروین و باراگار [۲۴]، سنگ‌های عمیق و نیمه عمیق منطقه کلاته‌شب در گستره نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۵). بر اساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۵]، سنگ‌های منطقه در گستره پتاسیم پایین (شکل۶) هستند.

مقدار Rb در نمونه‌های منطقه از ۱۷٫۶ تا ۳۲٫۳ ppm متغیر بوده که مقدار کم آن نشان دهنده نبود فلدسپار پتاسیم در نمونه‌هاست.

جدول۱ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه کلاته شب (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر برحسب گرم در تن)

نمونه		013-IR-Y-26	013-IR-Y-28	013-IR-Y-34.1	013-IR-Y-54	013-IR-Y-61	013-IR-Y-70	013-IR-Y-73	013-IR-Y-110	M_9*
نوع سنگ		کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت
موقعیت نمونه	X	۶۰°۳۲′۳۵٫۹″	۶۰°۳۲′۳۸٫۷″	۶۰°۳۲′۹٫۶″	۶۰°۳۳′۲۶٫۷″	۶۰°۳۳′۱۲٫۹″	۶۰°۳۳′۲۹٫۸″	۶۰°۳۳′۵۱٫۰″	۶۰°۳۲′۵۶٫۹″	۶۰°۳۴′۴٫۳۳″
	Y	۳۲°۲۳′۲۰٫۲″	۳۲°۲۳′۲۰٫۲″	۳۲°۲۳′۵۰″	۳۲°۲۴′۵۲٫۸″	۳۲°۲۴′۵۱٫۲″	۳۲°۲۳′۵۱٫۳″	۳۲°۲۴′۱۲٫۹″	۳۲°۲۴′۱٫۱″	۳۲°۲۴′۵۸٫۹۳″
SiO_2		۶۲٫۸۶	۵۸٫۴۳	۶۵٫۹۰	۶۲٫۲۱	۶۵٫۱۲	۶۳٫۶۴	۶۰٫۴۳	۶۴٫۵۳	۶۴٫۳۱
TiO_2		۰٫۴۴	۰٫۵۵	۰٫۳۴	۰٫۴۶	۰٫۴۰	۰٫۴۵	۰٫۵۲	۰٫۴۰	۰٫۴۵
Al_2O_3		۱۶٫۲۵	۱۶٫۱۱	۱۷٫۵۰	۱۶٫۷۳	۱۶٫۴۹	۱۵٫۹۰	۱۶٫۶۳	۱۶٫۵۹	۱۶٫۳۹
$Fe_2O_3^t$		۴٫۲۴	۶٫۳۶	۲٫۹۳	۴٫۳۰	۳٫۵۳	۴٫۲۳	۵٫۱۴	۳٫۸۲	۳٫۹۸
MnO		۰٫۰۸	۰٫۱۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۷
MgO		۳٫۳۸	۵٫۱۰	۱٫۸۶	۳٫۳۵	۲٫۵۰	۳٫۴۴	۴٫۱۵	۲٫۸۸	۳٫۰۲
CaO		۵٫۱۸	۶٫۴۱	۵٫۲۹	۵٫۳۸	۴٫۹۳	۵٫۴۶	۶٫۲۱	۵٫۲۰	۵٫۱۹
Na_2O		۴٫۶۶	۴٫۱۴	۵٫۲۱	۴٫۷۴	۵٫۱۳	۴٫۷۷	۴٫۶۶	۴٫۹۹	۴٫۸۴
K_2O		۰٫۸۴	۰٫۸۷	۰٫۵۰	۰٫۶۸	۰٫۷۰	۰٫۸۳	۰٫۶۶	۰٫۷۷	۲٫۵
P_2O_5		۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۳
مواد فرار (L.O.I)		۱٫۸	۱٫۶	۰٫۲	۱٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۲	۰٫۵	۰٫۷

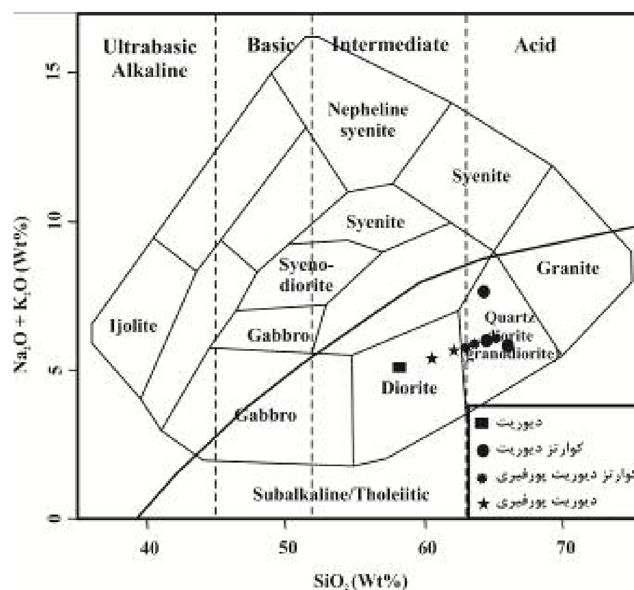
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.11.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.685]

مجموع	۹۹٫۸۴	۹۹٫۷۸	۹۹٫۸۷	۹۹٫۸۱	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۱	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۲

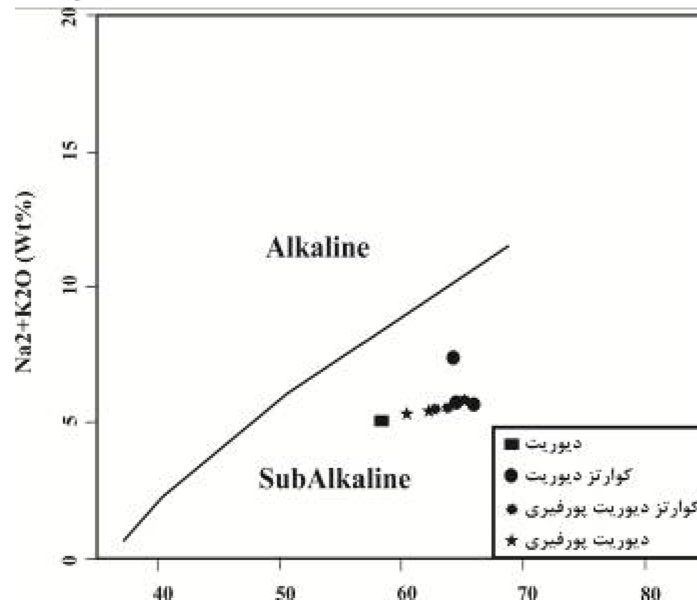
ادامه جدول ۱

نمونه	013-IR-Y-26	013-IR-Y-28	013-IR-Y-34.1	013-IR-Y-54	013-IR-Y-61	013-IR-Y-70	013-IR-Y-73	013-IR-Y-110	M_9*
Ba	۹۷	۱۱۸	۸۲	۹۲	۱۰۴	۱۰۲	۹۵	۹۶	۱۶۶
Be	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Rb	۲۶٫۷	۳۲٫۳	۱۷٫۶	۳۰٫۲	۲۴٫۳	۳۰٫۳	۲۲٫۰	۲۶٫۵	۲۰٫۴
Ta	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Sr	۴۵۴٫۹	۳۹۵٫۱	۴۸۵٫۵	۶۴۳٫۲	۴۴۸٫۵	۴۴۲٫۲	۴۷۴٫۰	۴۸۵٫۳	۴۸۶٫۸
Y	۹٫۰	۱۷٫۳	۶٫۶	۹٫۰	۸٫۰	۹٫۴	۱۰٫۲	۸٫۲	۹٫۵
Zr	۹۰٫۱	۸۴٫۵	۱۸۵٫۳	۹۰٫۹	۲۲۰٫۴	۸۸٫۵	۸۴٫۳	۸۱٫۲	۹۷٫۲
Nb	۱٫۵	۱٫۹	۱٫۱	۱٫۴	۱٫۶	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۵
Th	۱٫۱	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۹	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۳	۰٫۹	۱٫۸
Ga	۱۵٫۹	۱۷٫۲	۱۵٫۹	۱۶٫۱	۱۵٫۷	۱۵٫۲	۱۵٫۸	۱۴٫۸	۱۶٫۸
Ni	۳۶	۴۹	۲۰	۳۴	۲۳	۳۹	۳۷	۳۵	۳۷
Sc	۱۱	۲۱	۷	۱۲	۹	۱۲	۱۵	۱۰	۱۱
V	۸۵	۱۳۴	۵۱	۸۹	۷۰	۹۰	۱۱۷	۷۵	۹۷
Hf	۲٫۴	۲٫۳	۴٫۲	۲٫۶	۵٫۳	۲٫۶	۲٫۴	۲٫۳	۲٫۷
Cs	۰٫۹	۳٫۰	۱٫۵	۳٫۲	۱٫۹	۲٫۷	۱٫۶	۲٫۰	۱٫۰
Co	۱۳٫۶	۱۹٫۴	۷٫۳	۱۲٫۲	۱۰٫۱	۱۴٫۳	۱۷٫۲	۱۱٫۴	۱۳٫۸
W	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶
U	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴
Sn	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
La	۴٫۷	۴٫۴	۲٫۸	۴٫۱	۴٫۱	۴٫۷	۴٫۸	۴٫۲	۵٫۵
Ce	۱۰٫۳	۱۱٫۷	۶٫۶	۹٫۲	۹٫۳	۱۰٫۷	۱۱٫۱	۹٫۶	۱۴٫۰
Pr	۱٫۳۹	۱٫۸۹	۰٫۹۱	۱٫۲۷	۱٫۳۶	۱٫۴۹	۱٫۵۲	۱٫۳۰	۱٫۸۱
Nd	۶٫۳	۹٫۶	۴٫۴	۵٫۷	۶٫۰	۷٫۱	۷٫۴	۵٫۵	۷٫۶
Sm	۱٫۵۰	۲٫۷۳	۱٫۱۵	۱٫۴۵	۱٫۴۹	۱٫۷۴	۱٫۷۴	۱٫۴۳	۱٫۷۸
Eu	۰٫۵۳	۰٫۷۱	۰٫۳۹	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۵۵	۰٫۶۳
Gd	۱٫۷۷	۳٫۲۰	۱٫۲۷	۱٫۶۴	۱٫۶۹	۱٫۸۶	۲٫۰۴	۱٫۵۸	۱٫۹۵
Tb	۰٫۲۶	۰٫۵۵	۰٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۲۴	۰٫۳۲
Dy	۱٫۶۶	۳٫۰۳	۱٫۱۲	۱٫۵۴	۱٫۴۵	۱٫۷۶	۱٫۸۹	۱٫۳۵	۱٫۷۰
Ho	۰٫۳۲	۰٫۶۷	۰٫۲۵	۰٫۳۴	۰٫۲۸	۰٫۳۷	۰٫۳۹	۰٫۲۸	۰٫۳۲
Er	۰٫۸۴	۱٫۹۲	۰٫۷۶	۰٫۹۷	۰٫۷۷	۱٫۰۲	۱٫۰۹	۰٫۸۲	۰٫۷۷
Tm	۰٫۱۵	۰٫۲۸	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۴
Yb	۰٫۸۸	۱٫۸۶	۰٫۷۴	۰٫۹۰	۰٫۷۹	۰٫۹۸	۱٫۰۶	۰٫۷۹	۰٫۹۱
Lu	۰٫۱۵	۰٫۲۸	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۶

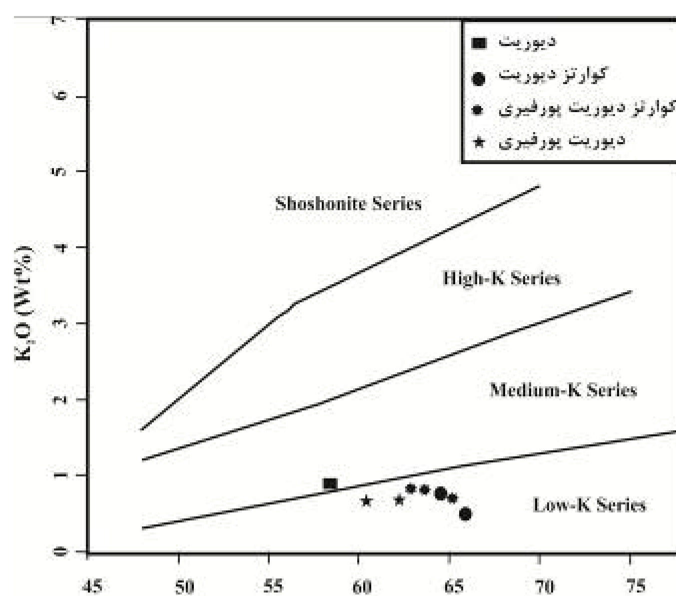
× تجزیه شده توسط محمدی [۲۲] از منطقه مورد بررسی.



شکل۴ جایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلیایی (TAS) [۲۳].



شکل۵ نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلیایی برای سنگ‌های کلاته شب [۲۴].

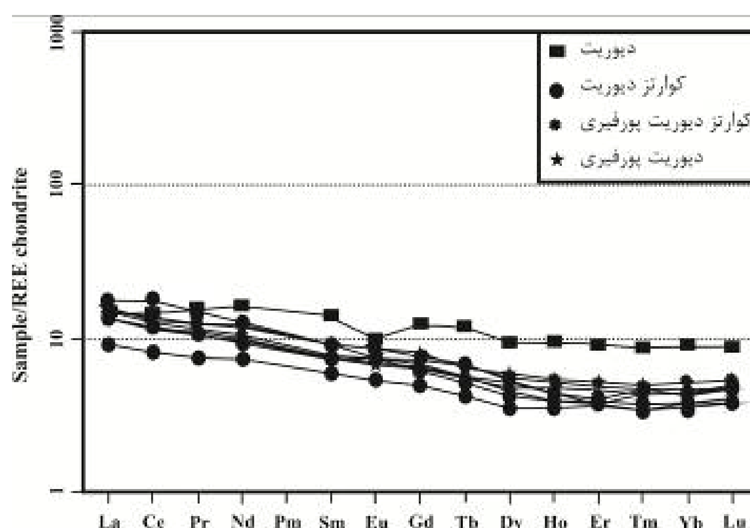


شکل۶ جایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۵].

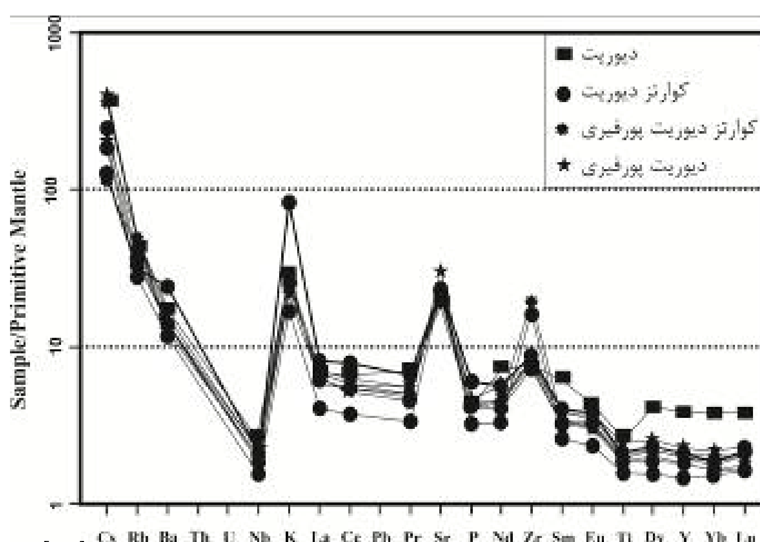
در نمودار عناصر خاکی نادر نمونه‌ها بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۶] (شکل ۷)، غنی شدگی نمونه‌ها از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دیده می‌شود. این شیب کم منفی نشانگر جدایش کم ماگمایی و نبود گارنت در فاز باقی‌مانده است [۲۷]. همچنین عنصر Eu در برخی نمونه‌ها ناهنجاری منفی نشان می‌دهد که به علت حضور پلاژیوکلاز در ناحیه خاستگاه و یا تبلور جدایشی این کانی است. الگوهای پراکندگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌ها به نسبت موازی هستند که نشان دهنده هم خاستگاه بودن همه نمونه‌هاست. غنی شدگی LREE نسبت به HREE را می‌توان ناشی از ناسازگارتر بودن LREE نسبت به HREE دانست [۲۸]. عامل موثر دیگر، تشکیل این سنگ‌ها در ارتباط با فرورانش است [۲۹]. همچنین این روند غنی شدگی

در LREE نسبت به HREE مشخصه ماگمای تشکیل شده در منطقه فرورانش است [۳۰-۳۳].

در نمودار عناصر نادر نمونه‌ها بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۸)، ناهنجاری منفی Nb، P وTi بیانگر جایگاه زمین ساختی وابسته به فرورانش و آغشتگی و آمیختگی ماگمایی با پوسته طی صعود است [۳۴]. ناهنجاری مثبت K و Cs رخداد آلودگی ماگما در پوسته بالایی را تایید می کند. مقادیر بالای Sr در این نمونه‌ها ناشی از فراوانی پلاژیوکلاز در آن‌هاست. غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون، LILE (Cs, Ba, Rb, K) و عناصر ناسازگاری که رفتاری شبیه به آن-ها دارند، چون Th، نسبت به عناصر با شدت میدان بالا، HFSE (Ti, Nb, Ta, Zr, Y) در همه نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود و تفاوت‌های اندک مربوط به تغییر ترکیب کلی سنگ است. غنی شدگی از LILEها نسبت به HFSEها نشان دهنده ماگمای وابسته به مناطق فرورانش است [۳۱-۳۳،۳۵]. احتمال این که HFSEها در فازهایی مانند روتیل یا ایلمنیت وارد شوند بسیار بوده و نشان دهنده وجود ورقه فرورانده شده است [۳۶]. ناهنجاری منفی فسفر در نمونه-ها می‌تواند نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد [۳۷].



شکل۷ نمودار عناصر خاکی نادر (REE) نمونه‌های کلاته شب بهنجار شده نسبت به کندریت[۲۶].



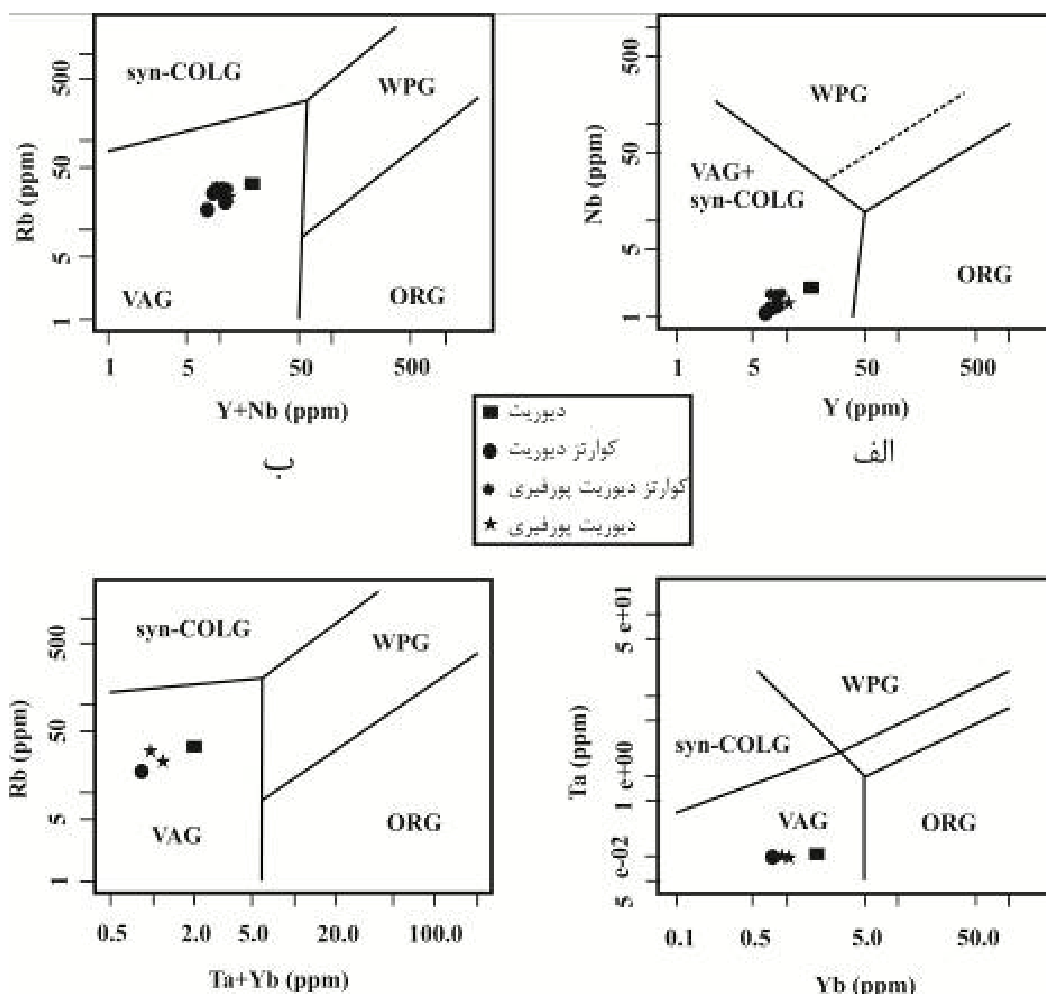
شکل۸ نمودار عناصر نادر نمونه‌های کلاته شب بهنجار شده با گوشته اولیه [۳۴]

خاستگاه و محیط زمین ساختی

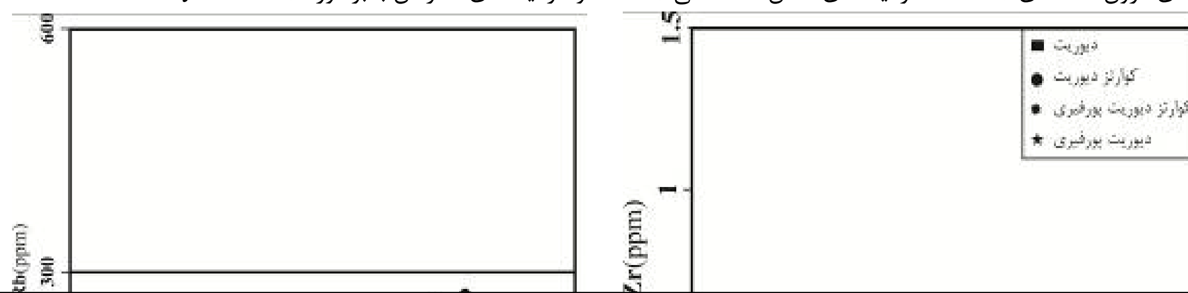
افزایش نسبت LREE به HREE از نشانه‌های مناطق فرورانش است. ناهنجاری منفی Ti, P و Nb نشانگر شکل گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش است.

نمودارهای پیرس و همکاران [۳۸] بر اساس Nb نسبت به Y، Rb نسبت به Y+Nb، Ta نسبت به Yb و Rb نسبت به Ta+Yb به سه گستره تقسیم می‌شوند که در آن‌ها گرانیت-های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) قرار می‌گیرند (شکل ۹). بر اساس این نمودارها سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق شمال کلاته شب گرانیت‌های کمان آتشفشانی با ترکیب آهکی قلیایی هستند [۳۹].

برای مشخص شدن این‌که سنگ‌های عمیق و نیمه عمیق منطقه دچار آلایش پوسته‌ای شده‌اند یا خیر، از نمودارهای دو متغیره و نمودارهای عناصر کمیاب استفاده شد. از آن‌جا که این عناصر (K، Rb و Zr) عناصری ناسازگار هستند و نمی‌توانند در ساختار مجموعه درشت بلورهایی چون پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر قرار گیرند، نسبت‌های K/Rb و Rb/Zr طی تبلور جدایشی بدون تغییر می‌مانند و اگر تغییراتی در این نسبت‌ها دیده شود، می‌تواند نشانه‌ای از آلایش پوسته‌ای باشد [۴۰]. در سنگ‌های آذرین عمیق و نیمه‌عمیق منطقه مورد بررسی، این نسبت‌ها در تغییر هستند که نشان دهنده نقش آلودگی پوسته‌ای در آن‌هاست (شکل ۱۰).



شکل۹ جایگاه سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق شمال کلاته شب در نمودارهای تفکیک کننده گرانیت‌ها [۳۸] گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) است.



[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.11.5]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.685]

شکل۱۰ جایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودارهای $K/Rb-SiO_2$ و $Rb/Zr-SiO_2$ [۴۰].

بیگانه سنگ

برای توصیف قطعه‌های سنگی بیگانه در سنگ‌های آذرین همگن، از واژه بیگانه سنگ استفاده می‌شود. بیگانه سنگ‌ها از چند ریزن تا چند هزار متر می‌توانند به طور کامل توسط سنگ میزبان احاطه شده باشند. آنها اغلب از مجموعه‌ای از کانی‌های مختلف و گاهی فقط از یک کانی ساخته شده‌اند [۴۱]. بیگانه سنگ‌ها (اتولیت) به دلیل تفاوت رنگ و جنس از سنگ میزبان قابل تفکیک هستند (شکل۱۱).

در شرق رابر واقع در کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر، حرکت مخزن و بهم خوردن آرامش ماگمایی در این توده پس از دوران آرام ماگمایی عامل پیدایش دو نوع بیگانه سنگ هم خاستگاه بوده است [۴۲].

بیگانه سنگ‌های منطقه شامل انواع آمفیبولیتی و اتولیت با ترکیب دیوریت هستند. اتولیت‌ها زاویه‌دار و دارای مرزهای مشخص هستند (شکل۱۱).



شکل۱۱ قطعه‌های دیوریتی درون واحدهای کوارتز دیوریت (الف) و کوارتز دیوریت پورفیری (ب) در قسمت جنوبی توده‌های شمال کلاته شب.

برداشت

با توجه به ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین شیمی، سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق منطقه شمال کلاته‌شب در گستره دیوریت و کوارتزدیوریت قرار دارند. سنگ‌های منطقه در گستره پتاسیم پایین و آهکی قلیایی هستند. روند غنی شدگی از LREE نسبت به HREE مشخصه

ماگمای تشکیل شده در منطقه فرورانش است. ناهنجاری منفی عناصر Nb، P و Ti و ناهنجاری مثبت K و Cs در این نمونه‌ها بیانگر تشابه آن‌ها با فعالیت ماگمایی کمان-های آتشفشانی وابسته به فرورانش است.

مراجع

[1] Guillou Y., Maurizot P., Villeon H. de la., *"Mahrud geological map, Geological map of Iran, 1:100000 series, Sheet 8154",* Geological and mineral survey of Iran" (1981).

[2] Tirrul R., Bell L. R., Griffis R. J., and Camp V. E., *"The Sistan suture zone of eastern Iran G.S.A. Bulletin",* vol:84 (1983), p:134-140.

[3] Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Chung S. L., Mohammadi S. S., *"Analysis of Cenozoic magmatism evolution in east of Iran(Nourth part od Sistan suture zone)",* University of Birjand, Research and Technology affairs, Birjand, Iran, (2012), (in Persian).

[4] Bonnet G., Agard P., Angiboust S., Monie P., Jentzer M., Omrani J., Whitechurch H., Fournier M., *"Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran)",* Lithos, N.310- 311 (2018), p.269-287.

[5] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Chu C. H., Lee H. Y., Lo C. H., *"Eocene– Oligocene post- collisional magmatism in the Lut– Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications"*, Lithos, N.180- 181 (2013), p.234-251.

[6] Kurzawa T., Brocker M., Fotoohi Rad G.R., Berndt J., Lisker F., "*Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: Additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U-Pb zircon ages and Rb-Sr constraints on the timing of exhumation",* Journal of Asian Earth Sciences, N.147 (2017), p.332-344.

[7] Biabangard H., Noori Sh., *"Petrology, geochemistry and origin of Gapdan Granites (South east of Zahadan)",* Iranian Journal of Petrology, V. 9 , N. 34, (2018), 59-80, (in Persian).

[8] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R. and Spell T.L., *"Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran".* Geological Society of America Bulletin, 119(8) (2007), 961-977.

[9] Biabangard H., Fatameian M., Moridi A.A., Bakhshi Mohabi M.R., *"Petrography, geochemistry and tectono-magmatic setting of the dykes of the north and the west of Zahedan (Southeast Iran)",* Iranian Journal of Petrology, V. 8 , N. 31, (2017), 147-164, (in Persian).

[10] Mazhari M.S., Mazaheri S.A., Saadat S., Homam S.M*., "Mineralogical and Geochemistry of intrusive rocks south of Moein Abad (East Iran, Zirkouh Qaen)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (1) (2018) 149-160, (in Persian).

[11] Calzolari G., Della Seta M., Rossetti F., Nozaem R., Vignaroli G., Cosentino D., Faccenna C., "*Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran",* Tectonics, N.35 (2016), p.76-102.

[12] Zarrinkoub M. H., Ketabi P., Shiva M., Askari M., *"Mineralogy of Haj-Elyas iron deposit, northwest of Nehbandan, East of Iran",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19 (1) (2011) 73-82, (in Persian).

[13] Nakhaei M., Mazaheri S.A., Karimpour M.h., Stern C.R., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Heydariyan M.R., *"Geochronologic,geochemical and isotopic constraints on petrogenesis of dioritic rocks associated with Fe skarn in Bisheh area,Eastern Iran",* Arab J. Geosci., (2015) DOI 10.1007/s2517-015-1183-3.

[14] Shokouhimoghadam N., *"Study of Petrography and Sedimentary Environment of Paleocene-Eocene Carbonate Units in Kalate Shir and Kafaz (Southeast Birjand, Eastern Iran)",* Master̓s Thesis, University of Birjand, (2011), 124p (in Persian with English abstract).

[15] Yari F., *"Petrography and geochemistry of subvolcanic rocks related to skarn in north Kalate Shab area (North of Doroh, east of southern Khorasan province)",* Master̓s Thesis, University of Birjand, (2014), 124p (in Persian with English abstract).

[16] Yari F, Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., *"Skarnification in north Kalate Shab area (North of Doroh, Eastern Sarbisheh)",* 2nd National Conference of Geology and Exploration of Resources, Shiraz, (2016) (in Persian with English abstract).

[17] Tusdal R.M., Munizaga F., Williams W.C., Bettencourt J.S., *"Middle Proterozoic crystalline basement in the Central Andes. Western Bolivia and Northern Chile: a U-Pb and Pb isotopic*

[33] Pearce J.A., *"Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins",* In: Hawakesworth C.J., Norry M.J. (Eds.), Continental Basalt and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, (1983), 230-249.

[34] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins".* Saunders. A. D., and Norry. M. J., (Editors), Geological Society of London, London. 42:(1989), 313-345.

[35] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks",* Journal of Petrology 25 (1984), 956-983.

[36] Ryerson F.J., Watson E.B., *"Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts",* Earth and planetary Science Letters 86, (1987), p:225-239.

[37] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., "*Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis",* Lithos 66, (2003), p: 241-273.

[38] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindli A.G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks",* Jour. Petro., 25, (1984), 956-983.

[39] Peacock M.A., *Classification of igneous rock series,* Journal of Geology, 39, (1931), 54-67.

[40] Davidson J. P., Ferguson K. M., Colucci M. T., Dungan M. A., *"The origin of magmas from the San Pedro-Pellado volcanic Dokhan volcanics complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution" ,* Contribution Mineralogy Petrology, (1986), p: 100-429.

[41] Didier J, Barbarin B., Enclaves and granite petrology, developments in petrology 13. Elsevier, Amsterdam Gourgaud A., Vincent P.M., 2003, *"Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi Volcano, Tibesti, Chad"*, J. volcan. Geo. Res. 129, (1991), 261-272.

[42] Rastakhiz M., Arvin M., *"Petrography and origin of the anclaves in porphyry diorite, east Rober, 7th Symposium of Geological Society of Iran",* Esfahan, Geological Society of Iran, University of Esfahan, (2003) (in Persian).

perspective. 7o Congreso Geologico Chileno", Concepcio/n, Actas, II, (1994), 1464-1467.

[18] Hall. A., Igneous petrology (2nd ed) Longman New Yorrk, (1996), 537p.

[19] Vernon Ron H., *"A Practical Guide to Rock Microstructure",* Cambridge University Press, (2004), 594 p.

[20] Midelmost E. A. K., *"Magma and magmatic rocks: An Introduction to igneous petrology",* Longman Group U. K., (1985), 73-86p.

[21] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American Mineralogist, V:95, (2010), p:185–187.

[22] Mohammadi A., *"Petrography and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks Gazak area (East of Birjand)",* Master's Thesis, University of Birjand, (2014), 124p (in Persian).

[23] Cox K.G., Bell J.D., & Pankhurst R.J., *"The Interpretation of Igneous Rocks",* George Allen & Unwin (1979).

[24] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks",* Canadian Journal of Earth Sciences 8, (1971), 523–548.

[25] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eoc ene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey",* Contributions to Mineralogy and Petrology 58, (1976), 63–81.

[26] Boynton W.V., *"Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry",* Elsevier, (1984), 63-114.

[27] Mattsson H.B., Oskarsson N., *"Petrogenesis of alkaline basalts of the tip of a propagatine rift: evidence from the Heimaey volcanic center, south Iceland",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, (2005), 147: 254-267.

[28] Krauskopf K.P., Bird D.K., *"Introduction to Geochemistry",* Mc Graw Hill, (1976), 788P.

[29] Winter J.D., *"An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology",* Prentice Hall, (2001), 697p.

[30] Rollinson H., *"Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation",* Harlow, UK, Longman, (1993), 352 p.

[31] Gill J.B., *"Orogenic Andesites and Plate Tectonics",* Springer, New York, (1981).

[32] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis",* Uniwin Hyman, London, (1989).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.11.5]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.685]